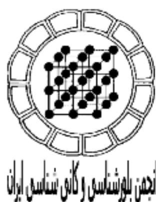
مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران

سال بیست و هفتم، شمارهٔ اول، بهار ۹۸، از صفحهٔ ۱۷۹ تا ۱۹۰



بررسی سنگ‌نگاری پاراگنیس‌های شمال شرق گلپایگان: میگماتیتی شدن و شواهد دگرگونی پسرونده

مهین هاشمی[1]، ناهید شبانیان بروجنی*[1]، علیرضا داودیان دهکردی[1]، حسین عزیزی[2]

۱- دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین، دانشگاه شهرکرد

۲- گروه معدن، دانشکده فنی و مهندسی، دانشگاه کردستان

(دریافت مقاله: ۹۷/۱/۲۷، نسخه نهایی: ۹۷/۴/۲۶)

چکیده: سنگ‌های دگرگونی واحد یکه چاه در شمال شرق گلپایگان، بخشی از پهنه ساختاری سنندج- سیرجان هستند. این واحد شامل سنگ‌های دگرگونی درجه بالا و میلونیتی بوده که بیشتر از بیوتیت گنیس، بیوتیت گارنت گنیس، آمفیبولیت و ارتوگنیس تشکیل شده است. بیوتیت گنیس و بیوتیت گارنت گنیس‌ها میگماتیتی شده‌اند. ساختارهای لایه‌ای، پتیگمایی، چین‌خورده، چشمی، شبکه‌ای و لکه‌ای در این میگماتیت‌ها به چشم می‌خورند. لوکوسوم‌ها از نوع لوکوسوم‌های در خاستگاه و رگه‌ای هستند. با توجه به نوع ساختار لوکوسوم‌ها و برخی از ریزساختارهای آذرین حفظ شده در آنها، فرآیند غالب تولیدکننده این میگماتیت‌ها ذوب‌بخشی بوده است. ماکل دوقلوئی ساده در فلدسپار پتاسیم لوکوسوم، بیوتیت خورده شده، حضور مذاب، منطقه‌بندی در بعضی از پلاژیوکلازها، بافت سیمپلکتیت در لوکوسوم و مزوسوم، مسکویتی‌شدن برخی از کانی‌ها، تعدادی از شواهد مهم ذوب‌بخشی در این میگماتیت‌ها هستند. با توجه به حضور لوکوسوم‌ها و پدیده میگماتیتی‌شدن، سنگ‌های منطقه مورد بررسی دچار یک مرحله افزایش دما تا رسیدن به ذوب بخشی شده‌اند و سپس دگرگونی پسرونده را طی سردشدگی پشت سر گذاشته‌اند. شواهد دگرگونی پسرونده در این نمونه‌ها شامل تبدیل روتیل به اسفن و ایلمنیت، بافت سیمپلکتیت (کوارتز + مسکویت)، بافت میرمکیت (کوارتز + پلاژیوکلاز)، گارنت آتولی، تجزیه گارنت به کوارتز و کلریت است.

واژه‌های کلیدی: *سنگ‌نگاری؛ پاراگنیس؛ میگماتیتی‌شدن؛ دگرگونی پسرونده؛ شمال‌شرق گلپایگان.*

مقدمه

میگماتیت‌ها سنگ‌های دگرگونی ناهمگنی شامل آمیخته‌ای از لوکوسوم (بخش‌های روشن)، ملانوسوم (بخش‌های تیره) و مزوسوم (بخش‌های تیره-روشن) هستند [۲،۱]. اصطلاح میگماتیت در اینجا بر اساس تعریف مراجع [۳، ۴] است. مزوسوم، ملانوسوم و لوکوسوم واژه‌هایی توصیفی برای قسمت-های مختلف میگماتیت است. مزوسوم همان گنیس اصلی است که دچار تغییر شده است. اصطلاح لوکوسوم برای قسمت‌های روشن شبیه آذرین بکار می‌رود و قسمت‌های تیره و نازک لبه لوکوسوم که بین لوکوسوم و مزوسوم قرار دارد ملانوسوم خوانده می‌شود. از نظر زایشی تشکیل میگماتیت‌ها را به چهار فرآیند کلی نسبت می‌دهند که عبارتند از جدایش دگرگونی در دمای زیرخط انجماد [۵]، دگرنهادی در شرایط زیرخط انجماد یا فراانجماد [۶]، تزریق ماگمای خارجی به داخل سطوح ضعیف مانند برگوارگی [۷] و ذوب‌بخشی یا ذوب ناقص [۸، ۹].

در این پژوهش ضمن بررسی سنگ‌نگاری پاراگنیس‌ها و سنگ‌های وابسته به آن‌ها (گنیس میگماتیتی، رگه‌های پگماتیتی و کوارتزیت‌ها) و سازوکار تشکیل لوکوسوم و ملانوسوم نیز بررسی می‌شود.

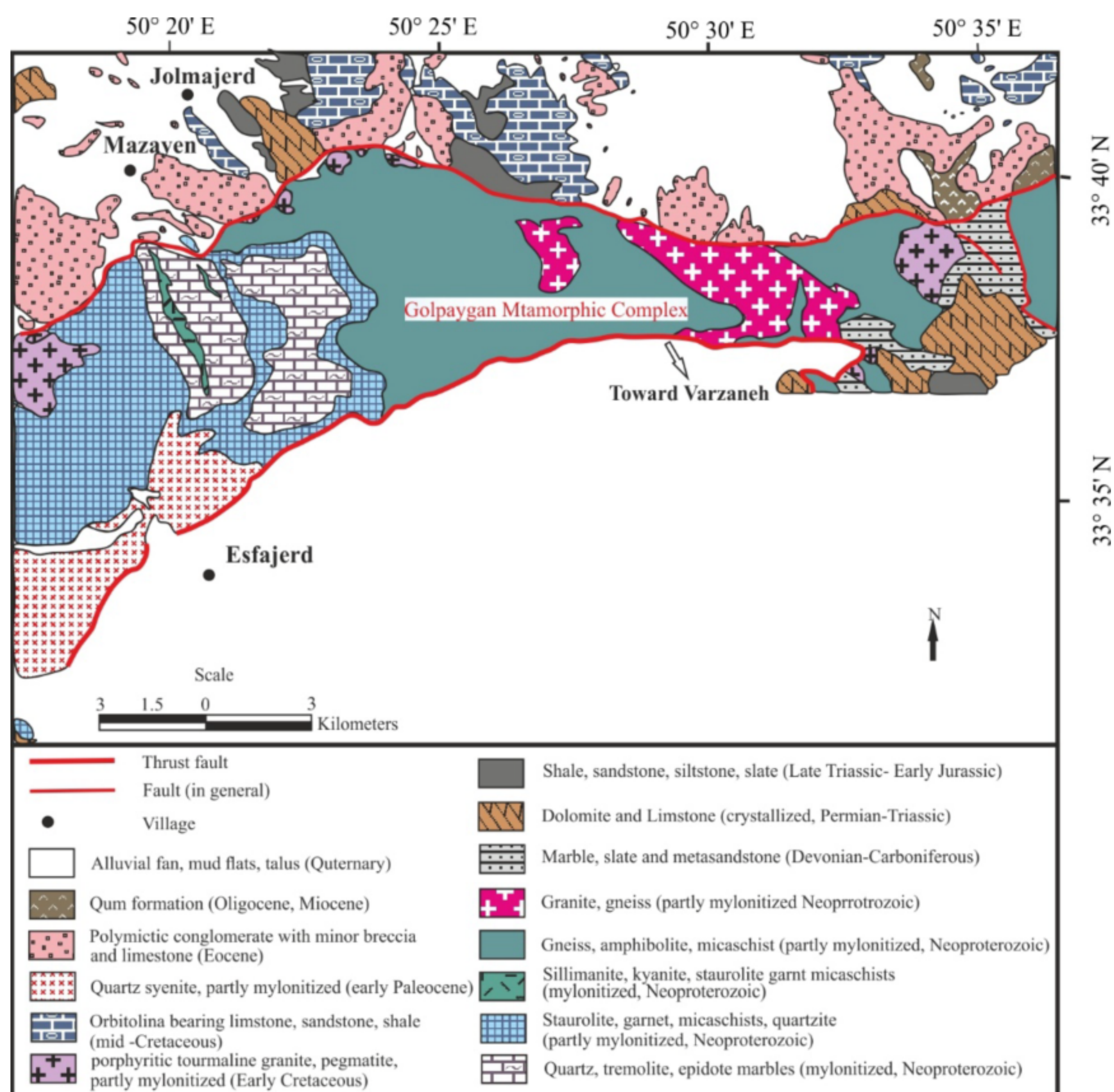
*نویسنده مسئول، تلفن-نمابر: ۳۲۳۲۴۴۲۳-۰۳۸، پست الکترونیکی: nahid.shabanian@gmail.com

[DOI: 10.29252/ijcm.27.1.179]

جایگاه زمین‌شناسی

منطقه مورد بررسی در شمال شرق شهرستان گلپایگان و در غرب ورقه زمین‌شناسی۱٫۱۰۰۰۰۰ محلات [۱۰] در اطراف روستای یکه‌چاه با مختصات طول‌های جغرافیایی ″۳۴ ′۲۷ °۵۰ تا ″۴۲ ′۲۷ °۵۰ شرقی و عرض‌های جغرافیایی ″۰۹ ′۳۹ °۳۳ تا ″۱۳ ′۳۹ °۳۳ شمالی واقع است. این منطقه در پهنه‌بندی ساختاری -رسوبی ایران، بخشی از پهنه سنندج- سیرجان است. روند ساختاری عمومی پهنه سنندج -سیرجان شمال غرب - جنوب شرق بوده و همانند روند کمان ماگمایی ارومیه -دختر و کوه‌زاد زاگرس است. مجموعه دگرگون شده موته -گلپایگان به شکل یک خمیدگی ساختاری دارای روند نسبتاً عمود بر پهنه ساختاری سنندج - سیرجان است (شکل ۱).

پهنه سنندج – سیرجان نتیجه باز شدن، گسترش، فرورانش و سرانجام برخورد و بسته شدن نئوتتیس است. از این رو، پهنه سنندج – سیرجان یک زوج نوار دگرگونی (بیشتر در حد رخساره شیست سبز ± آمفیبولیت و بندرت اکلوژیت) است که به‌واسطه بازشدگی نئوتتیس در اواخر پرمین – اوایل تریاس و سپس فرورانش آن در ژوراسیک پیشین تا برخورد نهایی در کرتاسه پسین تا ترشیاری به‌صورت کرانه فعال درآمده است [۱۱، ۱۲]. سنگ‌های دگرگونی گلپایگان-موته را به پرکامبرین نسبت داده‌اند [۱۳]، ولی یافته‌های جدید بیانگر آن است که سنگ مادر پرکامبرین و دگرگونی بر اثر فعالیت‌های کوهزایی جوان‌تر رخ داده است [۱۴]. در ناحیه موته- گلپایگان، دگرگونی ناحیه‌ای رخساره آمفیبولیت در ژوراسیک پسین [۱۵] و دگرگونی رخساره شیست سبز در گستره زمانی کرتاسه تا ترشیاری آغازین [۱۶] رخ داده است.



شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی مجموعه دگرگونی شمال‌شرق گلپایگان (برگرفته از مرجع [۱۷]).

[DOI: 10.29252/ijcm.27.1.179]

شواهد صحرایی

منطقه مورد بررسی شامل تنوعی از گنیس‌ها (ارتوگنیس و پاراگنیس) و پاراگنیس‌های میگماتیتی شده به همراه آمفیبولیت‌ها و شیست‌هاست. ارتوگنیس‌ها با رنگ روشن و به‌صورت توده‌ای و با حجم بسیار در منطقه کاملاً نمایان هستند. آمفیبولیت‌ها دارای رنگ سبز بسیار تیره تا سیاه هستند و در نمونه دستی وزن حجمی بیشتری نسبت به پاراگنیس‌ها دارند. آنها به‌صورت آذرین لایه در لابلای پاراگنیس‌ها دیده می‌شوند. آمفیبولیت‌ها در مجموع رخنمون-های کوچکی در منطقه مورد بررسی دارند. پاراگنیس‌ها پستی و بلندی نسبتاً ملایمی در منطقه ایجاد کرده‌اند یک لایه‌بندی اولیه در پاراگنیس‌ها کاملاً مشهود است که می‌تواند دلیلی بر سنگ مادر رسوبی این سنگ‌ها باشد. پاراگنیس‌ها دارای رنگ خاکستری تیره، ریزدانه تا دانه‌درشت و دارای برگواره و خطواره (برگوارگی L-S) هستند. در بعضی از نمونه‌ها، کانی‌های تیره و روشن پهن، کشیده و جهت یافته در سنگ‌ها کاملاً نمایان است. از جمله کانی‌های تیره در این پاراگنیس‌ها، بیوتیت است که فراوان در این نمونه‌ها وجود دارد و در نمونه دستی و صحرا نیز به‌خوبی قابل رؤیت است. به علت فرسایش در راستای دره-ها، کانی بیوتیت باعث جلای خاص و براق بودن این سنگ‌ها شده است. شواهد دگرشکلی در مقیاس صحرایی تقریباً در همه سنگ‌ها دیده می‌شود.

روش کار

به منظور بررسی‌های سنگ‌نگاری در پاراگنیس‌های منطقه، پس از انجام بازدیدهای صحرایی، رخنمون‌های سنگی مناسب انتخاب و حدود ۱۴۰ نمونه با تعیین مختصات جغرافیایی دقیق و به‌طور اصولی برداشت شد. نمونه‌های برداشت شده از این مناطق به‌دقت از نظر صحرایی توصیف و بررسی شدند که از این میان، از ۴۵ نمونه مقطع نازک تهیه و بررسی گردید.

سنگ‌نگاری

براساس بررسی‌های سنگ نگاری پاراگنیس‌های مورد بررسی شامل بیوتیت گنیس و بیوتیت گارنت گنیس هستند که میگماتیتی شده‌اند. به همراه این سنگ‌ها آمفیبولیت و بندرت رگه‌های پگماتیتی و کوارتزیتی نیز دیده می‌شود.

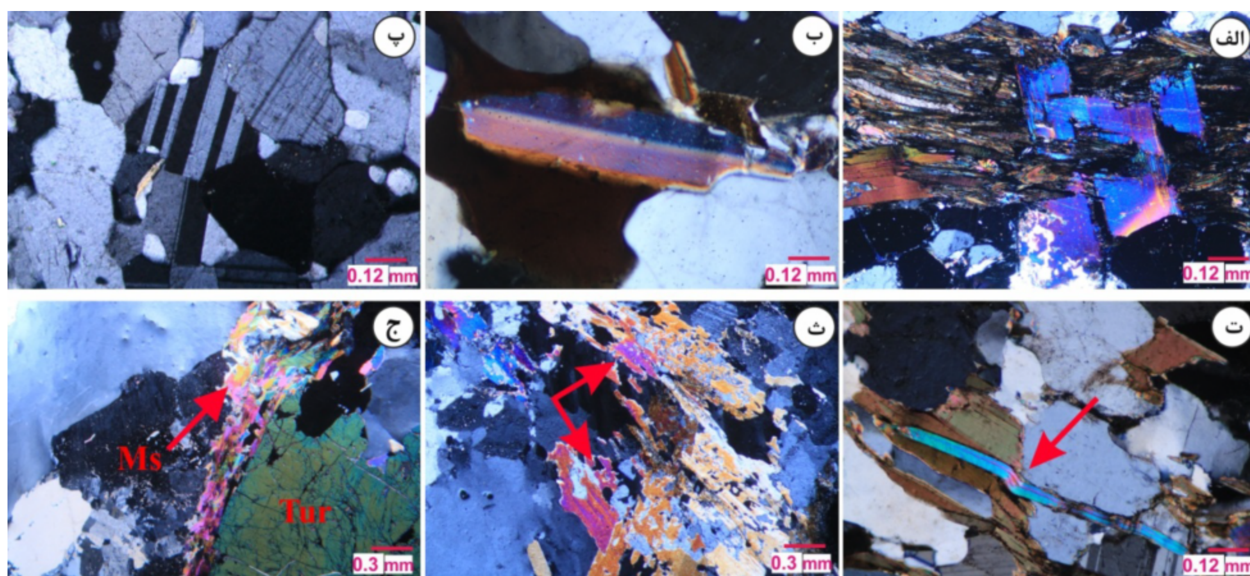
بیوتیت گنیس‌ها: این سنگ‌ها برگواره‌دار، متوسط دانه و بندرت درشت‌دانه، دارای بافت‌های ورقه‌شکفتی (لپیدوبلاستی)، ورقه دانه شکفتی (لپیدوگرانوبلاستی)، دانه‌ای و سیمپلکتیت هستند.

کانی‌های اصلی آن‌ها شامل کوارتز، پلاژیوکلاز، فلدسپار و بیوتیت و کانی‌های فرعی مسکویت، تورمالین، آپاتیت، احتمالاً دیستن، کلریت، کانی‌های کدر، اپیدوت، روتیل، زیرکن و سریسیت هستند.

برگوارگی از بیوتیت، فلدسپار، آپاتیت، زیرکن و اکسیدهای آهن - تیتان به‌طور تقریباً موازی تشکیل شده است و کلریت و مسکویت به علت دگرگونی پسرونده تشکیل شده‌اند. کوارتزهای بی‌شکل (Xenomorphic) با خاموشی موجی موازی برگواره اصلی هستند. بیوتیت قهوه‌ای بخش عمده برگواره را تشکیل می‌دهد. بیوتیت‌ها (بجز بیوتیت‌های بی شکل که حالت لکه‌ای دارند) رخ آشکار دارند و کشیده بوده که در بعضی مقاطع سرنیزه‌ای هستند. برخی از بیوتیت‌ها نسبت به برگواره اصلی زاویه دارند که ظاهراً پس از آن تشکیل شده‌اند. بیوتیت دارای میانبارهایی از زیرکن (بی‌شکل با لبه سوخته) و آپاتیت بی‌شکل است و در تعداد بسیار کمی از نمونه‌ها، بیوتیت در راستای سطوح رخ به‌طور جزئی به کلریت تبدیل شده است. برخی از بیوتیت‌ها (به‌ویژه بیوتیت‌های بی شکل) به‌طور بخشی به مسکویت تبدیل شده‌اند (شکل‌های ۲ الف و ب). کوارتز دارای خاموشی موجی و گاهی خاموشی صفحه شطرنجی است و اغلب شکل‌های چندگوشی با زاویه دوسطحی۱۲۰ درجه نشان می-دهد که نشان‌دهنده تبلور در حالت ایستا در بالای ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد است [۱۸]. برخی از کوارتزها نیز پهن و کشیده هستند. کوارتزها دارای میانبارهایی از روتیل، بیوتیت و پلاژیوکلاز هستند.

پلاژیوکلازها دارای ماکل تکراری، پریکلین و تارتن هستند (شکل ۲ پ). بعضی از پلاژیوکلازها دارای میانبارهایی از کوارتز گرد شده هستند. مسکویت‌ها که معمولاً نسبت به برگواره اصلی زاویه دارند و به خرج کانی‌های دیگر مثل بیوتیت و پلاژیوکلاز تشکیل شده‌اند بندرت دارای ماکل هستند و در تعداد کمی از مسکویت‌ها تاخوردگی (شکنج) و چین‌خوردگی قابل مشاهده است. بعضی از مسکویت‌ها از میان کانی‌های دیگر عبور کرده و آن‌ها را قطع کرده‌اند که نشان‌دهنده رشد مسکویت پس از آن کانی‌هاست (مسکویت تأخیری) (شکل ۲ ت). زیرکن و آپاتیت بصورت نیمه شکل‌دار و بی‌شکل در متن سنگ و بصورت میانبار نیز دیده می‌شوند. روتیل در تعدادی کمی از نمونه‌ها قابل مشاهده است، برخی از این روتیل‌ها دارای لبه خلیجی و یا بافت آتولی هستند که کوارتز را در بر گرفته‌اند. گاهی ایلمینت به‌صورت لبه سیاه در اطراف بعضی از روتیل‌ها دیده می‌شود. اسفن نیز بصورت بلور آزاد در اطراف این روتیل‌ها پراکنده است.

[DOI: 10.29252/ijcm.27.1.179]



شکل ۲ الف- بیوتیت که بطور بخشی تبدیل به مسکویت شده است، ب- بیوتیت بی‌شکل که تبدیل به مسکویت شده است، پ- ماکل تکراری در پلاژیوکلاز، ت: مسکویت دارای شکنج که کانی کوارتز، پلاژیوکلاز و بیوتیت را قطع کرده است (پیکان)، ث- سیمپلکتیت مسکویت و کوارتز (فلش) در رگه پگماتیتی، و ج- بلورهای درشت تورمالین (Tur) و کوارتز، مسکویت و پلاژیوکلاز در رگه پگماتیتی، تصاویر در نور قطبیده متقاطع XPL، ثبت شده‌اند.

بیوتیت گارنت گنیس‌ها: این سنگ‌ها نیز از نظر ویژگی‌های ظاهری و میکروسکوپی شبیه به بیوتیت گنیس‌ها هستند. لایه-بندی ویژه سنگ‌های رسوبی در آن‌ها کاملاً نمایان است و در صحرا و نمونه دستی تقریباً تیره و به علت فراوانی بیوتیت براق هستند. این سنگ‌ها دانه متوسط هستند. کانی‌های اصلی تشکیل دهنده آن‌ها شامل کوارتز، فلدسپار و بیوتیت است. کانی‌های فرعی شامل گارنت، زیرکن، روتیل، مسکویت، آپاتیت، اکسیدهای آهن و ... هستند.

سنگ‌نگاری میگماتیت

میگماتیت از سه بخش مزوسوم، لوکوسوم و بندرت ملانوسوم تشکیل شده است. مرز بین مزوسوم – لوکوسوم به علت تغییر ناگهانی در اندازه دانه، رنگ و مقدار کانی مافیک کاملاً نمایان است. ملانوسوم (گاهی) به‌صورت لایه‌ای بسیار نازک، دارای برگواره‌ای شامل بیوتیت، کوارتز و پلاژیوکلاز، لوکوسوم را احاطه کرده است. اندازه دانه در ملانوسوم معمولاً بزرگ‌تر از مزوسوم است.

مزوسوم در واقع همان گنیس دارای برگواره‌دار و متوسط دانه است که در آن بافت‌های ورقه‌دانه‌ای (لپیدوگرانولار)، ورقه‌شکفتی (لپیدوبلاستی)، دانه‌شکفتی (گرانوبلاستی)، (سیمپلکتیتی)، میرمکیتی و گاه بافت‌های ترکیبی دانه ورقه شکفتی و ورقه دانه شکفتی دیده می‌شود. کانی‌های اصلی تشکیل دهنده آن شامل کوارتز، فلدسپار، بیوتیت و کانی‌های فرعی آن شامل گارنت، مسکویت، اسفن، آپاتیت، زیرکن، روتیل، اپیدوت و کانی کدر هستند. بیوتیت دارای ریزساختارهای متفاوتی است گاهی خوشه‌ای یا سنبله‌ای است، یا در محل تماس با کوارتز و پلاژیوکلاز به‌صورت خورده شده و هر از گاهی به صورت میخکوبش (ریزساختار میخکوبش (pinning microstruture) به این‌صورت است که دانه‌های با چگالی جابه‌جایی پایین با هجوم به داخل دانه‌های با چگالی جابجایی بالا سبب کاهش انرژی آزاد درونی انباشته می‌شوند و به‌عنوان انتقال مرز دانه‌ای معروف است [۱۹]) دیده شده، یا ساختار پنجره‌ای نشان می‌دهد. در بعضی از پلاژیوکلازها و بیوتیت‌ها، آثار تبدیل شدن به مسکویت دیده می‌شود که نشان‌دهنده ورود سیال‌های سیلیکاته آبدار تأخیری است [۲۰]. در واقع مزوسوم همان کانی‌شناسی و ویژگی‌های بیوتیت گنیس‌ها و بیوتیت گارنت گنیس‌ها را دارد.

لوکوسوم‌ها: لوکوسوم‌ها بر اساس بررسی‌های صحرایی و سنگ-نگاری و زمین‌شیمیایی در سه گروه جای می‌گیرند [۲۱] که در ادامه توضیح داده می‌شود.

لوکوسوم نوع ۱: در صحرا بصورت رگه‌های نازک در اندازه

[DOI: 10.29252/ijcm.27.1.179]

میلی‌متر تا سانتی‌متر بصورت میگماتیت لایه‌ای دیده می‌شوند. این نوع به عنوان لوکوسوم در منبع (in-source leucosome) خوانده می‌شوند. این نوع لوکوسوم‌ها در زیر میکروسکوپ، دارای بافت دانه‌ای و درشت دانه هستند که از بلورهای نیمه شکل‌دار پلاژیوکلاز، دانه‌های آمیبی شکل کوارتز، فلدسپار پتاسیم بین شبکه‌ای (interstitial) و مسکویت‌های بزرگ بدون جهت‌یابی تشکیل شده است. کوارتز و فلدسپار پتاسیم معمولاً بلورهای پلاژیوکلاز باقی‌مانده را احاطه می‌کنند. دانه-های فلدسپار پتاسیم هنگامی که توسط کوارتز احاطه می‌شوند شکل بیضوی با کشیدگی در راستای برگواره نشان می‌دهند. در این نوع لوکوسوم یک برگواره نه چندان نمایان توسط بیوتیت تشکیل شده است. در هر دو سمت صفحه رخ، کوارتز، پلاژیوکلاز و فلدسپار پتاسیم بازتبلور به دانه‌های جدید چندگوشی را نشان می‌دهند [۲، ۲۱].

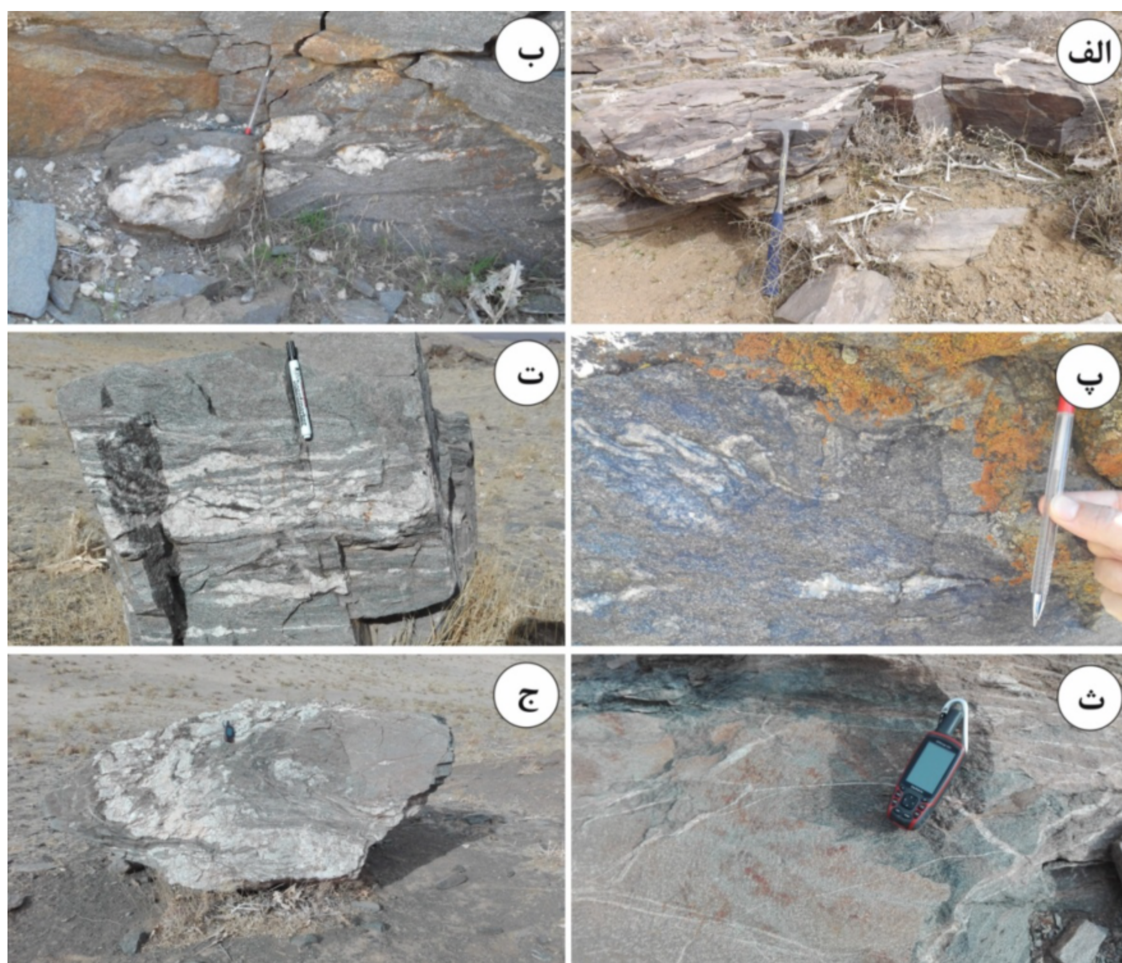
لوکوسوم نوع ۲: در این گروه، سه زیر رده قابل تشخیص است. اولین نوع لوکوسوم درجاست، که لخته (منظور لوکوسوم) در گنیس میگماتیتی نزدیک قسمت مافیک – فرامافیک تشکیل می‌شود. در این لوکوسوم، اندازه دانه درشت‌تر از گنیس احاطه کننده است، اما برگواره موجود را حفظ کرده است. لوکوسوم از کوارتز، پلاژیوکلاز و بیوتیت تشکیل شده که بافت دانه‌ای درشت با یک برگواره نه چندان نمایان را (rough disjunctive foliation) تشکیل داده‌اند. دومین زیر رده از نوع رگه‌های پگماتیتی است که در قسمت جلویی یا نزدیک به پهنه میگماتیتی است که به عنوان رگه‌های در منبع تقسیم‌بندی می‌شوند. سومین زیر رده خارج از پهنه میگماتیتی است که می‌تواند به عنوان رگه‌های روشن رده‌بندی شود. این رگه‌ها مشابه قبلی‌هاست با این تفاوت که فلدسپار پتاسیم ندارد، و مقدار مسکویت بیشتری دارد [۲، ۲۱].

لوکوسوم نوع ۳: این نوع بصورت رگه‌ها یا آذرین لایه‌هایی در مقیاس متر است. این نوع لوکوسوم از دانه‌های بسیار درشت کوارتز، پلاژیوکلاز و مسکویت بدون جهت یابی ترجیحی تشکیل شده است. کوارتز دارای خاموشی صفحه شطرنجی است و پلاژیوکلاز به دانه‌های چندگوشی با نقطه اتصال ۱۲۰ درجه بازتبلور یافته است که دلالت بر دگرشکلی شکل‌پذیر دما بالا دارد. برخی از این زیر گروه گارنت و بلورهای درشت تورمالین هستند [۲، ۲۱].

لوکوسوم‌ها در نمونه‌های مورد بررسی ضخامتی از چند ده سانتی‌متر تا چند دسی‌متر دارند. متوسط دانه تا درشت‌دانه و سفیدرنگ هستند و معمولاً با مزوسوم مرز نمایانی دارند. آن‌ها ساختارهای لایه‌ای، رگه‌ای، پتیگمایی، چشمی، چین‌خورده، شبکه‌ای و لخته‌ای نشان می‌دهند (شکل ۳). لوکوسوم‌هایی که بصورت رگه‌های پگماتیتی دیده می‌شوند فراوانی اندکی دارند و دارای کانی‌شناسی ساده‌ای هستند. این نوع لوکوسوم‌ها اغلب از کوارتز و سپس تورمالین، پلاژیوکلاز و مسکویت تشکیل شده-اند. بلورهای درشت کوارتز در حد سانتی‌متر با مرزهای مضرسی هستند و ریزدانه‌های کوارتز نیز در مرز آن‌ها دیده می‌شوند که دارای خاموشی موجی هستند. بلورهای درشت تورمالین که در نمونه دستی نیز آشکارا دیده می‌شوند در حد چند سانتی‌متر و دارای شکستگی فراوان هستند. این بلورها در محل شکستگی‌ها به کوارتز تجزیه شده‌اند. تورمالین به‌صورت میانبار درون کوارتز در این رگه‌ها نیز دیده می‌شود. مسکویت در اطراف تورمالین‌ها دیده می‌شود و بافت سیمپلکتیت نشان می‌دهد که نشان‌دهنده ورود سیال‌های سیلیکاته آبدار تأخیری است [۲۰]. پلاژیوکلازها ریز بوده و دارای ماکل هستند و تا حدی به سریسیت تجزیه شده‌اند (شکل‌های ۲ ث و ج). این نوع لوکوسوم‌ها بر اساس تقسیم‌بندی مرجع [۲۱]، جزء گروه لوکوسوم‌های در منبع هستند.

لوکوسوم‌های رگه‌ای بصورت آذرین لایه یا دایک هستند و بافت دانه شکفتی و سیمپلکتیت نشان می‌دهند. این لوکوسوم-ها دارای کانی‌های کوارتز، فلدسپار، بیوتیت، مسکویت، اپیدوت و بندرت گارنت هستند. مسکویت‌ها که جهت‌یابی مشخصی نشان نمی‌دهند معمولاً کنار بیوتیت‌ها قرار گرفته‌اند و به نظر می‌رسد که به خرج بیوتیت تشکیل شده باشند. گارنت‌ها معمولاً درشت هستند و به کوارتز، کلریت و گاهی اپیدوت تجزیه شده‌اند. این نوع لوکوسوم‌ها بر اساس تقسیم‌بندی مرجع [۲۱] در گروه لوکوسوم‌های نوع ۳ یا رگه‌ای قرار می‌گیرند.

لوکوسوم‌های لایه‌ای و پتیگمایی از برگواره اصلی در مزوسوم پیروی می‌کنند (یعنی در راستای برگواره اصلی قرار گرفته‌اند) و برگواره داخلی ضعیفی نشان می‌دهند. این نوع لوکوسوم‌ها بر اساس تقسیم‌بندی مرجع [۲۱] در گروه لوکوسوم‌های در منبع قرار می‌گیرند.



شکل ۳ ساخت‌های الف- رگه‌ای، ب- چشمی، پ- پتیگمایی، ت- لایه‌ای، ث- شبکه‌ای و ج- چین‌خورده در پاراگنیس‌های میگماتیتی شده.

در حالت کلی، لوکوسوم‌ها در برخی موارد توسط ریزگسل-هایی از هم جدا شده‌اند و به‌طور جزئی چین‌خورده‌اند که اشاره به این دارد که گنیس‌ها پس از میگماتیتی شدن، دچار دگرشکلی شکننده و شکل‌پذیر شده‌اند. بافت‌های پرتیتی، غربالی، دانه‌شکفتی، سیمپلکتیت و میرمکیت در لوکوسوم دیده می‌شوند. کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده آن متشکل از میکروکلین، کوارتز و پلاژیوکلاز با مقدار کم (یا کاهش در مقدار) بوده و بیوتیت و مسکویت به‌عنوان کانی فرعی هستند. کوارتز به‌صورت دانه‌های دگرشکفت (اگزنوبلاستیک) با لبه یا مرز همه جور دانه که در بعضی از لوکوسوم‌ها مرزهای بخیه‌ای دارد با ۴ میلی‌متر عرض دیده می‌شوند و خاموشی موجی نشان می‌دهند.

پلاژیوکلاز و فلدسپار پتاسیم معمولاً سطوح بلوری ندارند و دانه‌متوسط تا درشت‌دانه هستند. بلورهای میکروکلین بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار و معمولاً دارای ماکل مشبک هستند. پلاژیوکلازها به‌صورت بلورهای صفحه‌ای نیمه‌شکل‌دار دیده می‌شوند، و بندرت در بعضی از لوکوسوم‌ها منطقه‌بندی نشان می‌دهند و ماکل‌های تکراری در این دانه‌ها رایج هستند و بعضی از این بلورها کمی به سریسیت تجزیه شده‌اند. بیوتیت در لوکوسوم معمولاً شکل‌دار بوده و نسبت به بیوتیت موجود در مزوسوم کم‌تر و ریزتر است. بیوتیت در بیشتر نمونه‌ها جهت-یابی تصادفی داشته و در بعضی از نمونه‌های دیگر به‌صورت میانبار درون کوارتز قرار دارد و در راستای برگواره مزوسوم جهت یافته است. مسکویت در لوکوسوم بسیار بیشتر از مزوسوم و درشت‌تر و در حال تبدیل به بافت سیمپلکتیت هستند. درمجموع، کوارتز و پلاژیوکلاز، فلدسپار قلیایی و مسکویت لوکوسوم نسبت به این کانی‌ها در مزوسوم درشت‌تر هستند، ولی بیوتیت‌ها ریزتر هستند. ملانوسوم را به مقدار بسیار جزئی و فقط در تعداد کمی از نمونه‌ها می‌توان تشخیص داد و اغلب از بیوتیت تشکیل شده است.

ملانوسوم: در بعضی از نمونه‌های گنیس‌های میگماتیتی شده ملانوسوم دیده می‌شود، ملانوسوم‌ها اغلب جهت‌یابی ترجیحی نشان می‌دهند و از لایه‌های نازک با ضخامت تا ۳ میلی‌متر تشکیل شده‌اند که لوکوسوم را در بر گرفته‌اند. ملانوسوم دارای کانی‌های کوارتز، بیوتیت، پلاژیوکلاز، فلدسپار تجزیه شده (شدید)، کانی‌های کدر و بندرت مسکویت ریز هستند.

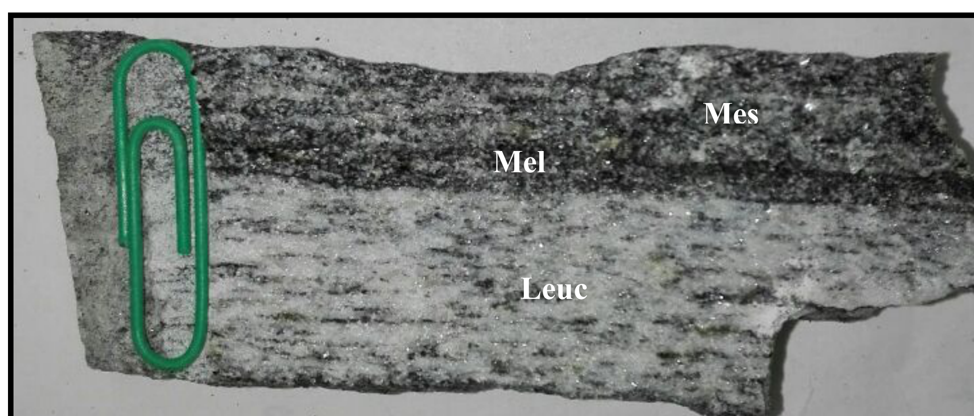
سازوکار تشکیل میگماتیت‌های منطقه

ساختارهای میگماتیتی در منطقه مورد بررسی در مجموع چندان گسترده نیستند و بر اساس بررسی‌های صحرایی و سنگ نگاری به نظر می‌رسد که توسط سازوکارهای مختلف تشکیل شده‌اند که در ادامه توضیح داده می‌شود.

ذوب‌بخشی: در میگماتیت‌های منطقه، بافت‌های لایه‌ای، پتیگمایی، چشمی، لکه‌ای و چین‌خورده قابل مشاهده هستند (شکل ۴).

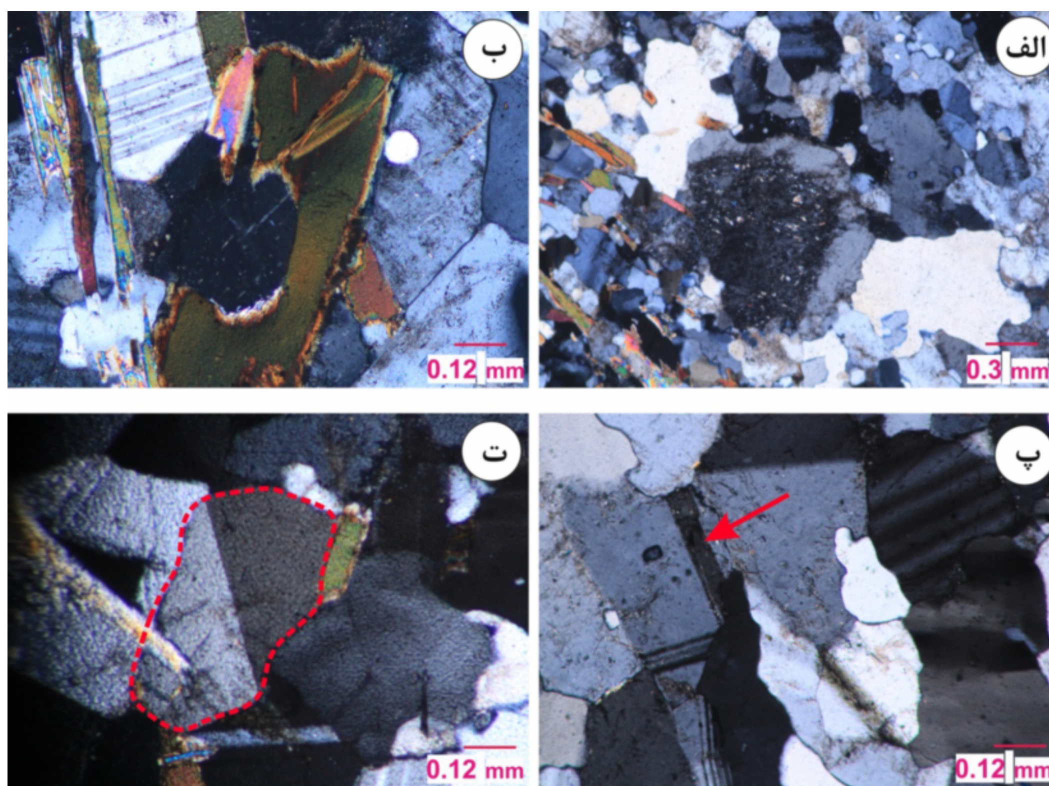
در میگماتیت‌های لایه‌ای یا میگماتیت‌های زبانه‌ای، نئوسوم‌ها (مجموع لوکوسوم و ملانوسوم) و لوکوسوم‌ها لایه-بندی را تشکیل می‌دهند که اغلب به ذوب‌بخشی در شرایط رخساره‌های آمفیبولیت بالایی و گرانولیت نسبت داده می‌شود. نئوسوم‌ها شامل مواد مذاب پیشین همراه با بلورها هستند و لوکوسوم‌ها در اصل بیانگر مذاب پیشین هستند که از بلورها جدا شده‌اند. لوکوسوم‌ها/ نئوسوم‌ها در درون لایه‌های موازی با یک برگ‌وارگی زمین‌ساختی جدا شده قرار دارند و میگماتیت-های لایه‌ای یا متاتکسیت‌ها را تشکیل می‌دهند که لایه‌بندی در آن‌ها حفظ شده است و اغلب نتیجه جدایش ماگما (نئوسوم یا لوکوسوم) طی دگرشکلی هستند. این نوع میگماتیت‌ها با ساختارهای لایه‌ای، لکه‌ای، شبکه‌ای، چین‌خورده و رگه‌ای مشخص می‌شوند. در جایی که مقادیر بزرگ‌تری از مذاب تشکیل شده است، ساختار برگواره‌ای متاتکسیت‌ها توسط جریان توده‌ای، میگماتیت‌های شولن و شیلرن یا دیاتکسیت را تشکیل می‌دهند. میگماتیت‌های دیاتکسیت بدون برگوارگی که لایه‌بندی آن‌ها تقریباً محو شده است [۲۲]. با توجه به شواهد صحرایی میگماتیت‌های مجموعه دگرگونی شمال‌شرق گلپایگان بیشتر از نوع متاتکسیت هستند. هایبلات [۲۳] شواهد زیر را که در برخی از مقاطع نازک لوکوسوم‌های منطقه دیده شده است، از نشانه‌های ذوب بخشی در لوکوسوم می‌داند: مرزهای بخیه‌ای برای کوارتز که نشان‌دهنده رخداد دمای بالا است، بیوتیت کم، پلاژیوکلاز پراکنده، گارنت بسیار کم، مسکویت و بیوتیت تأخیری، پلاژیوکلازهای دگرسان شده که به‌وسیله مذاب متبلور شده یا با فلدسپار پتاسیم جانشین شده‌اند (شکل ۵ الف). در میگماتیت‌های پاره گدازشی که کانی‌ها از یک مذاب رشد می‌کنند جهت یافتگی مشخصی شکل نمی‌گیرد و در مواردی تنها جهت یافتگی بسیار ضعیفی در بعضی از کانی‌ها مانند بیوتیت قابل تشخیص است [۴] در برخی لوکوسوم‌های مورد بررسی نیز جهت‌یابی مشخصی دیده نمی‌شود.

در برخی از لوکوسوم‌ها، کانی‌ها همبری اتفاقی دارند. بافت-های دگرگونی بالغ یا در حال تعادل همبری منظم دارند و بافت‌های گرانیتی (بافت‌های برآمده از رشد) همبری اتفاقی دارند [۵]، بنابراین لوکوسوم‌هایی که همبری اتفاقی دارند در اثر سرد شدن یک مذاب (در نتیجه ذوب بخشی) به‌وجود آمده-اند. منطقه‌بندی شکل‌دار در پلاژیوکلازهای لوکوسوم [۲۴]، بیوتیت‌های سنبله‌ای و بیوتیت خورده شده که در تماس با کوارتز و پلاژیوکلاز هستند [۲۰]، سیمپلکتیت کوارتز و مسکویت [۲۵] و ماکل دوقلوی ساده [۲۶] نشان‌دهنده تشکیل آنها از مذاب است (شکل های ۵ ب، پ و ت).



شکل ۴ قسمت‌های مختلف میگماتیت مورد بررسی در نمونه دستی. (Mes: مزوسوم، Mel: ملانوسوم و Leuc: لوکوسوم).

[DOI: 10.29252/ijcm.27.1.179]



شکل ۵ الف- پلاژیوکلاز با دو مرحله رشد، هسته پر از میانبار و لبه بدون میانبار در لوکوسوم، ب- خوردگی در بیوتیت، پ- منطقه‌بندی در پلاژیوکلاز (پیکان)، و ت- ماکل دوقلوی ساده در پلاژیوکلاز، (تصاویر در نور XPL ثبت شده‌اند).

افزون بر موارد گفته شده، داسیلوا [۲۰] موارد زیر را که در نمونه‌های مورد بررسی نیز دیده شده است را نشان‌دهنده ورود سیال‌های سیلیکاته آبدار تأخیری می‌داند: ۱- مسکویتی شدن تورمالین، بیوتیت و پلاژیوکلاز، ۲- وجود رگه‌های کوارتزی که سنگ‌های دیگر را قطع کرده است، ۳- دگرسانی پسرونده در کانی‌هایی مثل گارنت و بیوتیت در توالی رسوبی دگرگون شده.
برخی از پژوهشگران وجود ریزساختارهای آذرین که اشاره به حضور مذاب دارند را در سنگ‌های با درجه بالای دگرگونی و میگماتیت‌ها نادر می‌دانند و یکی از دلایل آن را به دگرشکلی و بازتبلور زیر خط انجماد نسبت می‌دهند، زیرا در این حالت ریز ساخت‌های میگماتیت دچار تغییر می‌شوند [۲۷].

جدایش دگرگونی: مهم‌ترین معیار برای تشخیص جدایش دگرگونی، وجود لبه‌های مافیک (ملانوسوم) پیرامون لوکوسم-های میگماتیت‌هاست به طوری‌که مقدار و حجم ملانوسوم چنان باشد که بتوان گفت در اثر جدایش، لوکوسم را تولید کرده است [۲۸]. با توجه به اینکه لبه ملانوسوم پیرامون بعضی از لوکوسوم‌ها قابل مشاهده است و از طرفی، در برخی موارد نیز توزیع دانه‌ها به‌صورت خوشه خوشه بوده که مشخصه لوکوسوم‌های جدایش دگرگونی است [۵] و پلاژیوکلاز و فلدسپار در این لوکوسوم سطوح بلوری آشکاری را نشان نمی-دهند و همچنین منطقه مورد بررسی در یک پهنه برشی واقع است [۲۹]، احتمال رخداد جدایش دگرگونی در اثر نیروهای زمین‌ساختی، ممکن به نظر می‌رسد.

دگرنهادی: رگه‌های لوکوسوم که به‌وسیله فرآیند گرمابی تشکیل می‌شوند درشت‌دانه یا پگماتیتی هستند. وجود رگه‌های سیلیسی و پگماتیتی که در راستاهای مختلف، میگماتیت‌ها را قطع کرده‌اند، شاهدی بر حضور سیال و دگرنهادی در منطقه است. این رگه‌های پگماتیتی بر اساس تقسیم‌بندی مرجع [۲۰] در گروه لوکوسوم در منبع قرار می‌گیرند.

شواهد دگرگونی پسرونده

شواهد دگرگونی پسرونده در نمونه‌های مورد بررسی شامل تبدیل روتیل به اسفن و ایلمنیت، سیمپلکتیت (کوارتز + مسکویت)، بافت میرمکیت (کوارتز + پلاژیوکلاز)، گارنت آتولی، تجزیه گارنت به کوارتز و کلریت (شکل ۶ الف) و یا تجزیه گارنت به اپیدوت و آمفیبول (شکل ۶ ب) است.

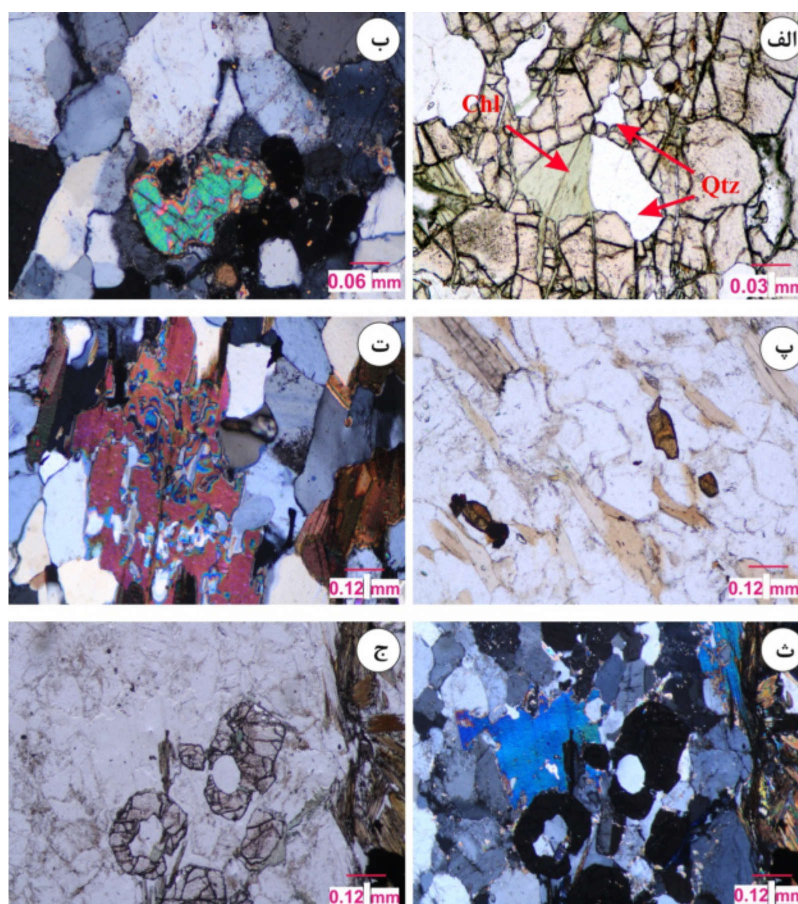
روتیل فقط در تعدادی از نمونه‌ها دیده شده است. در یکی از نمونه‌ها، ایلمنیت به‌صورت لبه سیاه و نازک اطراف روتیل را گرفته است (شکل ۶ پ) که اسفن به‌صورت آزاد نیز پیرامون

[DOI: 10.29252/ijcm.27.1.179]

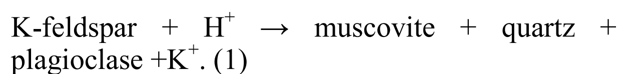
آن وجود دارد. گارنت نیز جانشینی‌های مختلفی نشان می‌دهد، به طوری که در یک نمونه توسط اپیدوت و آمفیبول و در نمونه‌های دیگر توسط کوارتز و جانشین شده است. اپیدوت به‌طور گسترده در دگرگونی درجه پایین تا متوسط در متاپلیت‌های پسرونده دیده می‌شود. کانی اپیدوت در رخساره اپیدوت- آمفیبولیت و یا رخساره آمفیبولیت در عمق کم‌تر از ۳۵ کیلومتر طی بالا آمدن روی رخساره پیشین قرار می‌گیرد [۳۰]. در این مرحله، اسفن ± ایلمنیت جایگزین روتیل شده و اپیدوت + آمفیبول جایگزین گارنت‌ها می‌شوند. اسفن در مسیر پسرونده در نمونه‌های درجه متوسط تا پایین دیده می‌شود و قابلیت دگرگونی دارد [۲۳].

بافت سیمپلکتیت: بافت سیمپلکتیت (مسکویت + کوارتز) در بیشتر نمونه‌ها و در لوکوسوم، مزوسوم و ملانوسوم دیده می‌شود (شکل ۵ ت). درهم‌رشدی سیمپلکتیت دلیل مهمی بر دگرگونی پسرونده ناکامل است. زیرا درهم رشدی سیمپلکتیت نشان‌دهنده واکنش‌های متوقف شده‌ای است که در اثر پخش (diffusion) صورت گرفته‌اند، این بافت‌ها نشان‌دهنده شرایط دما و فشار محدودی هستند که پس از مرحله اوج دگرگونی و با کاهش دما و فشار بوجود می‌آید. درهم‌رشدی کوارتز + مسکویت در رخساره آمفیبولیت بالایی تشکیل می‌شود. با کاهش دما و بالا آمدن، سیمپلکتیت کوارتز + مسکویت با مصرف فلدسپار پتاسیم شروع به رشد می‌کند. سیمپلکتیت کوارتز در دمای بیش از ۳۷۵ درجه سانتی‌گراد رشد می‌کند، که بازتاب دمای به اندازه ۲۵۰ درجه سانتی‌گراد پایین‌تر از دمای اوج دگرگونی است [۳۱].

این بافت زمانی شکل می‌گیرد که نرخ مهاجرت مرز دانه‌ای (GBM) فراتر از انتشار مرز دانه‌ای باشد [۳۲]. از آنجا که سیمپلکتیت می‌توانند در گستره ویژه‌ای از شرایط دما– فشاری و ترکیبات تشکیل شوند [۳۳]، این بافت‌ها فرصتی برای روشن کردن تاریخچه دگرگونی پس از شرایط اوج را فراهم می‌آورند. چنین بافت‌هایی نشان‌دهنده واکنش‌های آب‌زدایی مسکویت و یا واکنش‌های ذوب از نوع آب‌زدایی هستند [۳۴].



شکل ۶ الف- گارنت (همه زمینه) که به کوارتز و پلاژیوکلاز تجزیه شده است، PPL، ب- گارنت که به اپیدوت تجزیه شده است، XPL، پ- روتیل که دارای لبه سیاه از ایلمنیت است، PPl، ت- سیمپلکتیت مسکویت + کوارتز، XPL، ث- گارنت دارای بافت آتولی که کوارتز و پلاژیوکلاز را در بر گرفته است، XPL و ج- گارنت دارای بافت آتولی، PPL.


K-feldspar + H^+ → muscovite + quartz + plagioclase +K^+. (1)

سیمپلکتیت مسکویت + کوارتز و یا میرمکیت (پلاژیوکلاز + کوارتز) در اثر مصرف فلدسپار پتاسیم (واکنش ۱) تشکیل می‌شوند. سیمپلکتیت مسکویت + کوارتز نشان‌دهنده تشکیل از مذاب است [۲۵]. سیمپلکتیت فرآیند بالا آمدن تائید می‌کند [۲۳].

با کاهش دما، این امکان وجود دارد که کانی‌ها (از قسمت برجای مانده) در میگماتیت با مذاب باقیمانده واکنش دهند. که امکان دو نوع واکنش وجود دارد: ۱- مذاب نهایی با قسمت جامد برجامانده واکنش دهد و ۲- سیال آبدار با قسمت جامد برجای‌مانده واکنش دهد. هر دو واکنش باعث تشکیل کانی‌های آبدار می‌شوند. واکنش بین مذاب نهایی که پیاپی افزایش می‌یابد (و سنگ را ترک می‌کند) و قسمت جامد برجای‌مانده نیاز به دمایی بالاتر از دمای انجماد دارد که برای تشکیل سیمپلکتیت و مشابه آن نیاز است. سیال مورد نیاز برای انجام واکنش سیال آبکی- جامد از تبلور ماگمای پاره گدازشی تشکیل می‌شود که در این مورد واکنش نزدیک دمای انجماد است. سیال همچنین ممکن است از یک منبع خارجی به دست آید که این فرآیند در دمای زیر خط انجماد رخ می‌دهد که می‌تواند از رخساره آمفیبولیت به رخساره شیست سبز کاهش یابد [۲].

مقداری از مذابی که در سرزمین‌های پاره گدازشی تولید می‌شود، از منبع خارج نمی‌شود بلکه به‌صورت بسته‌های در راستای مرزهای بین کانی‌ها در سنگ برجای‌مانده می‌ماند [۳۵] و مقدار کمی از مذاب نیز در لوکوسوم باقی می‌ماند [۳۶]. این مقدار کم مذاب باقی‌مانده با کانی‌های باقیمانده در مرحله نهایی تبلور واکنش می‌دهد و ریزساختارهای جدیدی (مثل درهم رشدی سیمپلکتیت از نوع بیوتیت اسکلتی یا بیوتیت تیغه دار نازک با کوارتز و پلاژیوکلاز [۲]، کوارتز و فلدسپار پتاسیم [۳۷]، فلدسپار قلیایی و پلاژیوکلاز [۳۸]) در هر دو قسمت غنی از مذاب و قسمت برجای مانده ایجاد می‌کند بنابراین به نظر می‌رسد که دلیل وجود ریزساختارهایی مثل سیمپلکتیت بین میکا و کوارتز در هر دو قسمت لوکوسوم و مزوسوم (قسمت برجای مانده) و بیوتیت تیغه‌دار با کوارتز در سنگ‌های منطقه این امر باشد. گسترش این ریزساختارها بستگی به مقدار مذاب موجود دارد [۲].

گارنت آتولی: در چند مورد بررسی، گارنت دارای بافت آتولی بوده و کانی‌های مثل پلاژیوکلاز و کوارتز را احاطه کرده است (شکل‌های ۶ ث و ج). برخی از گارنت‌های دگرگونی در اثر فرآیندهای غیر تعادلی در سنگ‌های دگرگونی، ممکن است بافت‌هایی مانند هاله، سیمپلکتیت، ماهی گون، آتولی و غربالی به‌وجود آورند. بافت‌های آتولی انواع ویژه‌ای از بافت‌های تاج خروسی هستند که شامل یک حلقه گارنت بوده که مخلوطی از چند کانی (فاز) دیگر یا گارنت‌های جزیره‌ای را که در فازهای دگرگونی بعدی ایجاد شده‌اند احاطه کرده است. کانی‌های احاطه شده توسط حلقه آتولی معمولاً از بیوتیت، مسکویت، فلدسپار، کوارتز و اکسید آهن تشکیل شده‌اند [۳۹]. به‌طورکلی، ایجاد چنین بافت‌هایی به ویژه در گارنت به دلیل عدم تعادل نهایی در واکنش‌های زمین‌شیمیایی است که تحت تأثیر عوامل جنبشی از جمله مقدار سیال‌ها، یون‌های محلول و زمان قرار دارد. میانبارهای ریز گارنت به‌عنوان هسته‌ی تشکیل گارنت جدید در دگرگونی چندگانه با مسیرهای P-T پیچیده ساعت‌گرد در سنگ‌های رسی مجموعه‌های دگرگون نیز از عوامل یادشده برای ایجاد این پدیده است [۴۰].

میرمکیت: یک نوع هم‌رشدی سیمپلکتیت از پلاژیوکلاز و کوارتز کرمی شکل است که در گرانیتوئیدهای توده‌ای و دگرشکل شده در متاپلیت‌ها، میگماتیت‌ها، آپلیت‌ها و پگماتیت‌ها دیده می‌شود [۴۱] و به نظر می‌رسد که احتمالاً برای شکل‌گیری آن دگرشکلی در زیر منحنی انجماد ضروری باشد [۴۲]. فلدسپارها در دمای بالاتر از ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد بیشتر در اثر سازوکار چرخش ریزدانه دگر ریخت می‌شوند که ممکن است با رشد میرمکیت همراه باشد [۴۳]. به اعتقاد هیبارد [۴۴] تشکیل میرمکیت یکی از نشانه‌های حضور مذاب طی دگرشکلی است و تشکیل آن را در ارتباط با همیافتی آن با ماگمای در حال تبلور نهایی یا ماگمای آبدار می‌دانند.

برداشت

به نظر می‌رسد که گنیس‌های مورد بررسی در منطقه با توجه به شواهد صحرایی و همبری کانیایی از نوع پاراگنیس هستند که در بعضی از رخنمون‌ها میگماتیتی شده‌اند. این سنگ‌ها دارای انباشته‌های کانیایی کوارتز + فلدسپار پتاسیم + گارنت + بیوتیت + پلاژیوکلاز ± دیستن هستند. در تشکیل گنیس‌های میگماتیتی مورد بررسی، فرآیندهای ذوب بخشی، دگرنهادی و جدایش دگرگونی موثر بوده‌اند که در این بین، نقش ذوب بخشی دارای اهمیت است. شواهد ذوب بخشی شامل حضور مذاب، بیوتیت خورده شده، حضور سیمپلکتیت در لوکوسوم و مزوسوم، روتیل خلیجی، مرز بخیه‌ای بعضی از کوارتزها در لوکوسوم، منطقه‌بندی در بعضی از پلاژیوکلازها، مسکویتی

شدن برخی از کانی‌ها، ماکل دوقلوئی ساده در پلاژیوکلازهای لوکوسوم و عدم وجود جهت‌گیری کانی‌ها در این لوکوسوم-هاست. شواهد جدایش دگرگونی در این نمونه‌ها شامل: لوکوسوم‌های لکه‌ای، درشت بودن اندازه دانه‌ها در این لوکوسوم‌ها نسبت به مزوسوم، داشتن بافت دانه‌شکفتی و بلورهای پلاژیوکلاز و فلدسپار پتاسیم بی‌شکل هستند. افزون بر این، در لوکوسوم‌های ناشی از جدایش دگرگونی، ملانوسوم بصورت لبه دیده می‌شود.

پدیده میگماتیتی شدن شرایط اوج دگرگونی در این سنگ-هاست. شواهد دگرگونی پسرونده در این سنگ‌ها شامل تبدیل روتیل به اسفن و ایلمنیت، سیمپلکتیت (کوارتز + مسکویت)، بافت میرمکیت (کوارتز + پلاژیوکلاز)، گارنت آتولی، تجزیه گارنت به کوارتز و کلریت و یا تجزیه گارنت به اپیدوت و آمفیبول است. این شواهد دگرگونی پسرونده که در برخی موارد ناکامل هستند پس از شرایط اوج دگرگونی و طی بالا آمدن روی رخساره‌های پیشین قرار گرفته‌اند.

قدردانی

نویسندگان مقاله از حمایت دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین دانشگاه شهرکرد در به ثمر رساندن این پژوهش قدردانی می‌نمایند.

مراجع

[1] Allen T. T., *"Migmatite Systematics and Geology Carter Dome - Wild River Region, White Mountains, New Hamp*shire", Ph. D. Thesis, Dartmouth College (1992).

[2] Sawyer E. W., *"Identifying parts of Migmatites in the Field. In Sawyer E.W and Brown M (eds) Working with Migmatites",* Mineralogical Association of Canada, Short Course; 38 (2008) 29–36.

[3] Johannes W., *"The significance of experimental studies for the formation of migmatites. In Migmatites"*, Springer US (1985) 36-85.

[4] Ashworth J.R., *" Migmatites"*, Blackie,Glasgow (1985) 302pp.

[5] McLellan E.L., *"Contrasting textures in metamorphic and anatectic migmatites: an example from the Scottish Caledonides",* Journal of Metamorphic Geology 1.3 (1983), pp.241-262.

[6] Hyndman D.W., *"Petrology of igneous and metamorphic rocks"*, McGraw-Hill (1985).

[7] Barbey P., Macaudiere J., Nzenti J.P., *"High-pressure dehydration melting of metapelites: evidence from the migmatites of Yaounde (Cameroon) "*. Journal of Petrology 31(1990) 401-427.

[8] Neogi S., Dasgupta S., Fukuoka M., 1998. *"High P–T polymetamorphism, dehydration melting, and generation of migmatites and granites in the Higher Himalayan Crystalline Complex, Sikkim, India"*, Journal of Petrology 39.1(1998) 61-99.

[9] Sawyer E. W., *"*Criteria for the recognition of partial melting*",* Physics and Chemistry of the Earth 24 (1999), 269-279.

[10] Sheikholeslami M, R., Zamani-Pedram M., Haftlang R., Hosseini H., *"Geological map of Mahalat area. Scale 1:100,000",* Geological Survey of Iran (2008b).

[11] Mohajjel M., Fergusson C.L., Sahandi M.R., *"Cretaceous–Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj–Sirjan zone, western Iran"*. Journal of Asian Earth Sciences, 21.4 (2003) 397-412.

[12] Davoudian A.R., Genser J., Neubauer F., Shabanian N., *" $^{40}Ar/^{39}Ar$ mineral ages of eclogites from North Shahrekord in the Sanandaj-Sirjan zone, Iran: Implications for the tectonic evolution of Zagros orogeny",* Gondwana Research 37 (2016). 216- 240.

[13] Thiele O., Alavi M., Assefi R., Hushmand-Zadeh A., Seyed-Emami K., Zahedi M., "*Explanatory text of the Golpaygan Quadrangle Map*, 1:250000" Geol. Survey of Iran (1968).

[14] Hassanzadeh J., Stockli D.F., Horton B.K., Axen G.J., Stockli L.D., Grove M., Schmitt A.K., Walker J.D., *"U-Pb zircon geochronology of late Neoproterozoic–Early Cambrian granitoids in Iran: implications for paleogeography, magmatism, and exhumation history of Iranian basement,* Tectonophysics 451 (2008) 71-96.

[15] Rashidnejad -Omran N., Emami M. H., Sabzehei M., Rastad E., Bellon H., Pique, A., *"Lithostragraphie et histoire Paléozoïque à Paléocène des complexes métamorphiques de la Région de Muteh, zone de Sanandaj-Sirjan (Iran Méridional) ",* Comptes rendus Géoscience 334 (2002) 1185-1191.

[16] Moritz R., Ghazban F., Singer B. S., *"Eocene gold ore formation at Muteh, Sanandaj–Sirjan tectonic zone, western Iran: a result of late stage extension and exhumation of metamorphic basement rocks within the Zagros orogen",* Economic Geology 101.8 (2006) 1497–1524.

[17] Moosavi E., Mohajjell M., Rashidnejad-Omran N., *"Systematic changes in orientation of linear mylonitic fabrics: An example of strain partitioning during transpressional deformation in North Golpaygan, Sanandaj-Sirjan zone,*

[DOI: 10.29252/ijcm.27.1.179]

metamorphism in exhumed magmatic arcs", Geology 38 (2010) 1071-1074.
[32] Barker A.J., *"Introduction to metamorphic textures (second edition)"*, Cheltenham, UK, Stanley Thornes (1999) 264 p.
[33] Ashworth J.R., Chambers A.D., *"Symplectic reaction in olivine and the controls of intergrowth spacing in symplectites"*. Journal of Petrology 41(2000) 285-304.
[34] Brown M., *"Retrograde processes in migmatites and granulites revisited"*, Journal of Metamorphic Geology, 20(2002) 25-40.
[35] Guernina S., Sawyer E.W., *"Large-scale melt-depletion in granulite terranes: an example from the Archean Ashuanipi Subprovince of Quebec*. Journal of Metamorphic Geology 21.2 (2003) 181-201.
[36] Caggianelli A., Del Moro A., Paglionico A., Piccarreta G., Pinarelli L., Rottura A., *"Lower crustal granite genesis connected with chemical fractionation in the continental crust of Calabria (Southern Italy)"*, European Journal of Mineralogy, 3(1991) 159-180.
[37] Nyman N. W., Pattison D. R. M., Ghent E. D., "*Melt exraction during formation of K-feldspar + sillimanite migmatites, west of Revelstoke. British Columbia*". Journal of Petrology 36.2 (1995) 351-372.
[38] Waters, D.J., "*The significance of prograde and retrograde quartz-bearing intergrowth microstructures in partially melted granulite-facies rocks*", Lithos 56 (2001) 97-110.
[39] Smellie J. A. T., "*Formation of atoll garnet from the aureole of the Ardara Plateau Co. Donegal, Ireland*", Mineralogical magazine (1974) 878-888.
[40] Casco A.G., Roldán R. L ., *"Disequilibrium induced by fast decompression in St-Bt-Grt-Ky-Sil-And metapelites from the Betic Belt, Southern Spain*", Journal of Petrology 37 (1996) 1207-1239.
[41] Menegon L., Pennacchioni G., Stünitz H., *"Nucleation and growth of myrmekite during ductile shear deformation in metagranites"*, Journal of Metamorphic Geology 24 (2006) 553-568 .
[42] Vernon R. H., "*Questions about myrmekite in deformed rocks*", Journal of Structural Geology 13 (1991b) 979–85.
[43] Altenberger U., Wilhelm S., *"Ductile deformation of K-feldspar in dry eclogite facies shear zones in the Bergen Arcs, Norway*. Tectonophysics 320 (2000)107–121.
[44] Hibbard M. J., *"Petrography to petrogenesis",* Prentice Hall (1985), New Jersey.
*Iran"*Journal of Asian Earth Sciences 94 (2014) 55-67.
[18] Zeh A., Okrusch M., Bratz H., "*Post peak re-equilibartion in a mafic gneiss from the KTB Main hole: implication for the metamorphic evolution*", Geological Rundschau 86 (1997) 222- 234.
[19] Passchier C. W., and Trouw R. A. J., "*Micro tectonics*", Springer, Berlin, Heidelberg, New York 2005.
[20] da Silva M. A., *"Petrogenesis of a variscan migmatite complex (NW Portugal): petrography, geochemistry and fluids",* (Doctoral dissertation, Universidade do Portugal (2014)).
[21] Mukherjee S., Mulchrone K. F., *"Ductile shear zones: from micro-to macro-scales",* John Wiley & Sons (2015).
[22] Vernon R. H., *"A Practical Guide to Rock Microstructure"*,Cambridge University Press.UK (2004).
[23] Hibelot T., *"Relationships between metamorphism and deformation in the Nordmannvik nappe, south of Lyngseidet: a focus on high grade relics"*, Master's Thesis in Geology (2013) GEO-3900.
[24] Ashworth J.R., McLellan E.L., *"Textures In Migmatites"* Springer, Boston, MA(1985) 180-203.
[25] Anenburg M., Katzir Y., *"Muscovite dehydration melting in Si-rich metapelites: microstructural evidence from trondhjemitic migmatites, Roded, Southern Israel"*, Mineralogy and Petrology, 108(1), pp.137-152.
[26] Vernon R.H., "*Microstructures of melt-bearing regional metamorphic rocks*", Geological Society of America Memoirs 207 (2011) 1-11.
[27] Obata M., Yoshimura V., Nagakawa K., Odawara S., Osanai Y., "*Crustal anatexis and melt migrations in the Higo metamorphic terrance, west-central Kyushu, Kumamoto, Japan*", Lithos, 32 (1994) 135-147.
[28] Whitney D.L., Irving A.J., "*Origin of K-poor leucosomes in a metasedimentary migmatite complex by ultrametamorphism, synmetamorphic magmatism and subsolidus processes*", Lithos 32 (1994) 173-192.
[29] Mohajjel M., *"Golpaygan QuadrangleMap of Iran No 1:1000000",* Geological Survey of Iran (1992).
[30] Enami M., Liou J. G., Mattinson C. G., *"Epidote minerals in high P/T metamorphic terranes: Subduction zone and high-to ultrahigh-pressure metamorphism",* Reviews in mineralogy and geochemistry 56.1 (2004) 347-398.
[31] Peterman E.M., Grove M., *"Growth conditions of symplectic muscovite+ quartz: Implications for quantifying retrograde*

[DOI: 10.29252/ijcm.27.1.179]